



ΚΕΦΑΛΑΙΟ

1

Εισαγωγή στη Γεωδυναμική

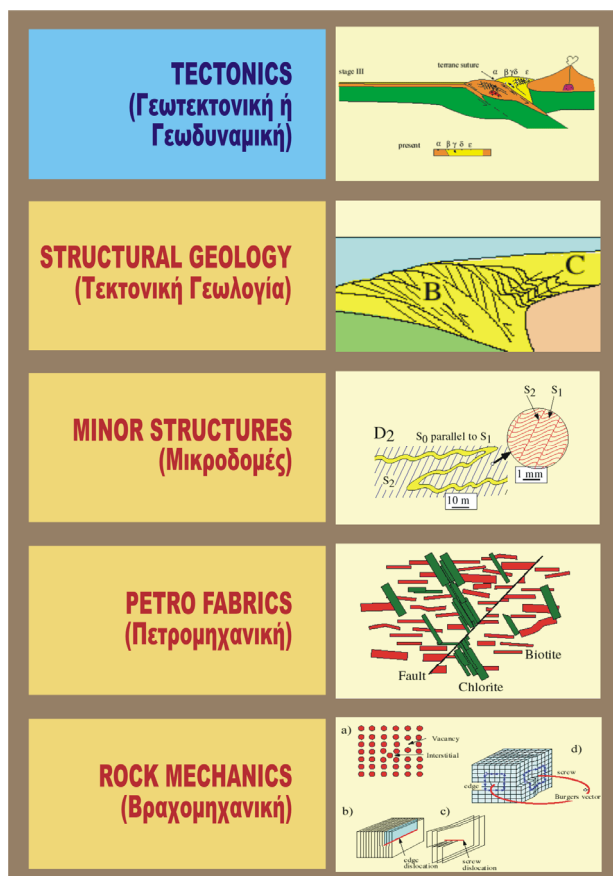
1.1 Γεωδυναμική (Geodynamics) και Τεκτονική Γεωλογία (Structural Geology)

Η Γη είναι ένας **δυναμικός** πλανήτης και αποδείξεις γι' αυτό υπάρχουν παντού γύρω μας, π. χ. σεισμοί και ηφαιστειακές εκρήξεις λαμβάνουν χώρα συχνά σε πολλές περιοχές του κόσμου. Τα πετρώματα που εμφανίζονται στη γήινη επιφάνεια αποκαλύπτουν μία συνεχή ιστορία τέτοιας δραστηριότητας, ενώ πολλά από αυτά αρχικά είχαν σχηματιστεί στα κατώτερα στρώματα του γήινου φλοιού, πριν ανυψωθούν στη γήινη επιφάνεια. Οι γεωλογικές διαδικασίες πραγματοποιούνται με πολύ αργό ρυθμό, αν αυτός συγκριθεί με τους ανθρώπινους ρυθμούς. Η "συνεχής" δραστηριότητα ενός ηφαιστείου μπορεί να σημαίνει ότι αυτό εκρήγνυται μία φορά στα 75 χρόνια που είναι ο μέσος όρος ζωής του ανθρώπου. Η "συνεχής" ολίσθηση κατά μήκος ενός ρήγματος στο φλοιό της γης σημαίνει ότι ένας μεγάλος σεισμός μπορεί να λαμβάνει χώρα κάθε 50-150 χρόνια ή και ακόμη περισσότερο. Με έναν πολύ μικρό ρυθμό, της τάξης των μερικών χιλιοστών το χρόνο, υψηλές οροσειρές μπορούν να α-

νυψωθούν μέσα σε ένα εκατομμύριο χρόνια, που γεωλογικά είναι ένα ασήμαντο χρονικό διάστημα. Ωστόσο, ένα εκατομμύριο χρόνια είναι ένα χρονικό διάστημα που είναι περίπου εκατό φορές μεγαλύτερο από την ανθρώπινη ιστορία. Αυτές λοιπόν οι διαδικασίες συνεχίζονται εδώ και εκατοντάδες ή και χιλιάδες εκατομμύρια χρόνια, έχοντας αφήσει ίχνη μίας δυναμικής δραστηριότητας στο φλοιό της Γης.

Η **Γεωδυναμική (Geodynamics)**, θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί και ο όρος **Γεωτεκτονική – Tectonics**) και η Τεκτονική Γεωλογία (Structural Geology)* εμπλέκονται και οι δύο με την ανακατασκευή και την αναπαράσταση αυτών των σημαντικών κινήσεων που δημιουργήσαν την εξέλιξη των πιο εξωτερικών στρωμάτων της Γης. Για παράδειγμα ο φλοιός της Γης θραύεται κατά μήκος ρηγμάτων και τα δύο ρηξιτεμάχια που δημιουργούνται

* Στην Ελληνική ορολογία υπάρχει η ιδιομορφία του όρου Τεκτονική που συνήθως αναφέρεται σε αυτό που στην ξένη βιβλιογραφία αποκαλείται Structural Geology, δηλαδή η τεκτονική στη μεσαία και μικρή κλίμακα παρατήρησης. Αντίθετα για τη μεγάλη κλίμακα παρατήρησης χρησιμοποιείται ο όρος Tectonics ή Geodynamics, που στα Ελληνικά αποδίδονται ως Γεωτεκτονική ή Γεωδυναμική.



Εικόνα 1.1 Οι κλίμακες παρατήρησης στην Τεκτονική Γεωλογία. Η Γεωδυναμική (ή Γεωτεκτονική – Tectonics), αφορά κλίμακες που μπορεί να είναι από εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα (επίπεδο γεωτεκτονικής ενότητας), έως επίπεδο γήινης σφαίρας.

ολισθαίνουν το ένα σε σχέση με το άλλο. Τμήματα του ηπειρωτικού φλοιού θραύονται και απομακρύνονται μεταξύ τους καθώς οι ωκεανοί ανοίγουν, ή συγκρούονται καθώς οι ωκεανοί κλείνουν. Αυτά τα γεγονότα προκαλούν την κάμψη και τη θραύση των πετρωμάτων στα ρηχά στρώματα του φλοιού και την όλκλιμη ροή αυτών σε μεγάλο βάθος. Οροσειρές ανυψώνονται και ακολούθως διαβρώνονται με αποτέλεσμα να αποκαλύπτονται στη γήινη επιφάνεια τα βαθύτερα στρώματα του φλοιού. Η διάρρηξη, η κάμψη και η τεκτονική ροή των πετρωμάτων, δημιουργούν, με τη σειρά τους, μόνιμες παραμορφώσεις και τεκτονικές δομές, όπως είναι οι διαρρήξεις, τα ρήγματα και οι πτυχές, τις οποίες χρησιμοποιούν οι γεωλόγοι ώστε να περιγράψουν το είδος της παραμόρφωσης που τις προκάλεσε. Ακόμη και σε μικρότερη κλίμακα, ο προτιμητέος προσανατολισμός των πεπλατυσμένων και επιμηκών ορυκτών στα πετρώματα, όπως και οι μικροσκοπικές ατέλειες του κρυσταλλικού πλέγματος, βοηθούν στην αποκωδικοποίηση της παραμόρφωσης.

Η Γεωδυναμική και η Τεκτονική Γεωλογία ασχολούνται και οι δύο με την κίνηση και την πα-

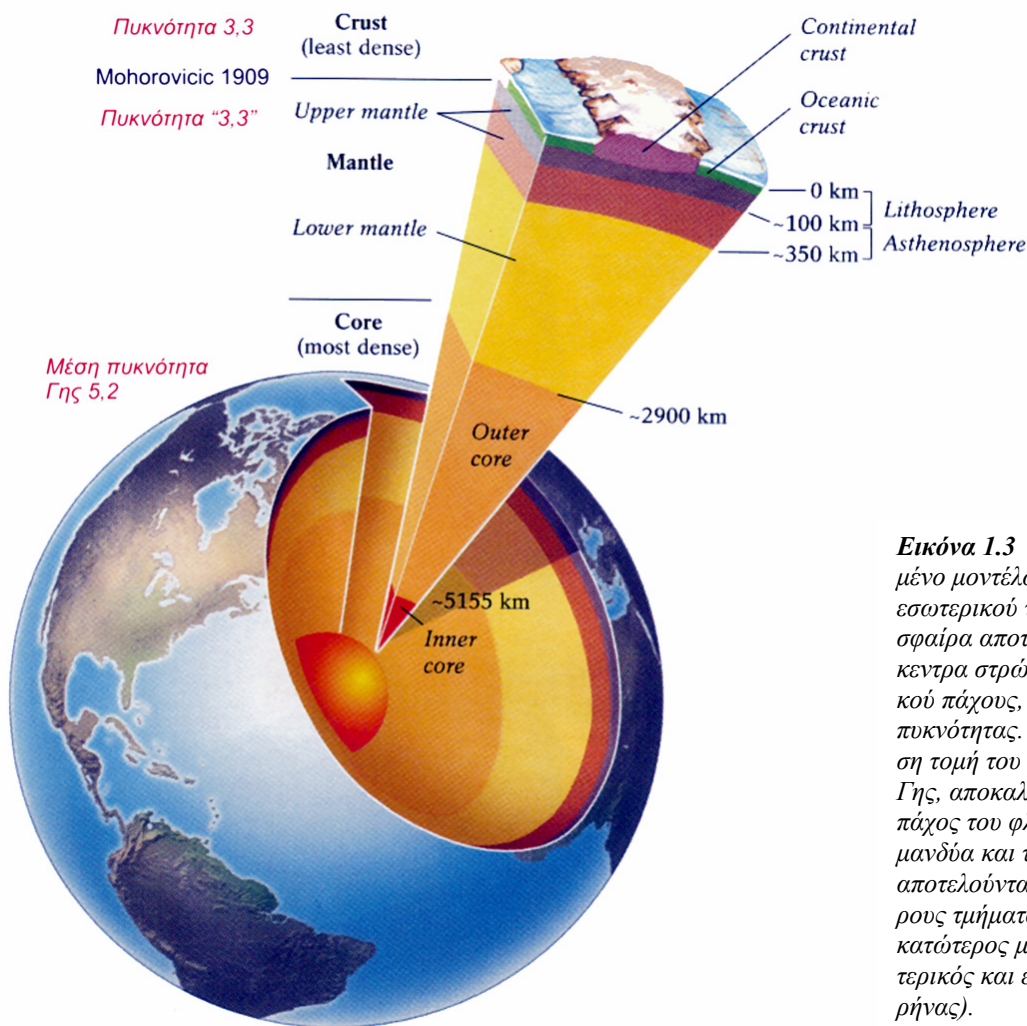
ραμόρφωση του γήινου φλοιού και του ανώτερου μανδύα. Διαφέρουν μόνο στην κλίμακα παρατήρησης (Εικ. 1.1). Η Γεωδυναμική (Tectonics ή Geodynamics), αφορά κλίμακες που μπορεί να είναι από εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα έως επίπεδο γήινης σφαίρας, ενώ η Τεκτονική (Structural Geology), μελετάει την παραμόρφωση των πετρωμάτων από μικροσκοπική κλίμακα έως κλίμακα μερικών δεκάδων και σπανιότερα εκατοντάδων χιλιομέτρων. Η αντίληψη των γεωλόγων για τις κινήσεις μεγάλης κλίμακας, προέρχεται από παρατηρήσεις της παραμόρφωσης που έχουν υποστεί τα πετρώματα και η προέλευση της παραμόρφωσης μπορεί να γίνει κατανοητή με τη γνώση των μεγάλης κλίμακας κινήσεων.

Και οι δύο αυτοί κλάδοι έχουν αναπτυχθεί πάρα πολύ από τη δεκαετία του '60. Η Γεωδυναμική έχει υποστεί μία επανάσταση η οποία σε μεγάλο βαθμό βασίστηκε στην εξέλιξη της θεωρίας της Τεκτονικής των Λιθοσφαιρικών Πλακών. Αυτή η θεωρία αποτελεί πλέον το πλαίσιο για τη μελέτη των μεγάλης κλίμακας κινήσεων και παραμορφώσεων, που έχουν επιδράσει στο φλοιό και στον ανώτερο μανδύα. Οι μελέτες των τεκτονικών δομών και η γεωλογική ιστορία της παραμόρφωσης έχουν πλέον νέο νόημα, όταν ερμηνεύονται μέσα από τη θεωρία αυτή.

Τα γεωφυσικά δεδομένα αποτελούν σημαντικό βοήθημα για τη Δυναμική και Τεκτονική Γεωλογία (Εικ. 1.2). Σεισμικές, μαγνητικές και βαρυτικές μελέτες δίνουν χρήσιμες πληροφορίες για τη γεω-



Εικόνα 1.2 Η σχέση της Γεωδυναμικής με ορισμένους κλάδους των γεωλογικών επιστημών είναι ουσιαστική, δεδομένου ότι βασίζεται στην τεκτονική ερμηνεία των στοιχείων και δεδομένων που αυτές δίνουν, για την ολοκλήρωση της ερμηνείας της παραμόρφωσης.



Εικόνα 1.3 Ένα απλοποιημένο μοντέλο της δομής του εσωτερικού της Γης. Η γήινη σφαίρα αποτελείται από ομόκεντρα στρώματα διαφορετικού πάχους, σύστασης και πυκνότητας. Η υπό μεγέθυνση τομή του εσωτερικού της Γης, αποκαλύπτει το λεπτό πάχος του φλοιού αλλά και το μανδύα και τον πυρήνα, που αποτελούνται από δύο επιμέρους τμήματα (άνωτερος και κατώτερος μανδύας και εξωτερικός και εσωτερικός πυρήνας).

μετρία των μεγάλης κλίμακας δομών σε βάθος και προσθέτουν τη τρίτη χωρική διάσταση στις παρατηρήσεις της επιφανείας. Οι μελέτες του μαγνητισμού και παλαιομαγνητισμού, όπως και η σεισμολογία, δίνουν στοιχεία για το παρελθόν και για τη σημερινή γεωμετρία και κίνηση των πλακών, που είναι απαραίτητες για την ανασυγκρότηση του παγκόσμιου τεκτονικού ιστού. Η θερμική ροή και τα γεωθερμικά στοιχεία δίνουν πληροφορίες για τη κατανομή της θερμοκρασίας στο εσωτερικό της Γης, τα οποία εφαρμόζονται στα πρότυπα της μεταγωγικής ροής στο μανδύα.

Η Γεωδυναμική βασίζεται επίσης και σε άλλους κλάδους της γεωλογίας (Εικ. 1.2, στην προηγούμενη σελίδα). Η πετρολογία και η γεωχημεία δίνουν δεδομένα για τις θερμοκρασίες, τις πιέσεις και τις ηλικίες της παραμόρφωσης και της μεταμόρφωσης, οι οποίες επιτρέπουν ορθές ερμηνείες για τη παραμόρφωση και τη τεκτονική τους σημασία. Η ιζηματολογία και η παλαιοντολογία είναι επίσης σημαντικές για την ανακατασκευή και αναπαράσταση του είδους και των ηλικιών των μεγάλων τεκτονικών γεγονότων.

1.2 Δομή και Χαρακτηριστικά της Γήινης Σφαίρας

Στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει μια συνοπτική περιγραφή της δομής της Γης, η οποία ως γνωστόν, αποτελείται από τρία κύρια στρώματα, τον φλοιό, τον μανδύα και τον πυρήνα, καθένα από τα οποία έχει τη δική του αντιπροσωπευτική σύσταση και πυκνότητα (Εικ. 1.3).

Η δομή του γήινου φλοιού έχει γίνει γνωστή από τις γεωφυσικές μεθόδους όπως τη βαρυτομετρία, σεισμολογία, μαγνητομετρία κλπ. Η μέτρηση των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων μας επιτρέπει να υπολογίσουμε την πυκνότητα των στρωμάτων και στη συνέχεια να κάνουμε υποθέσεις για την πετρογραφική τους φύση. Η ύπαρξη ενός φλοιού στα ανώτερα τμήματα του πλανήτη μας είναι γνωστή από το 1909 από τον Mohorovicic. Η χρησιμοποίηση της πειραματικής σεισμολογίας μας δίνει συνεχώς νέα στοιχεία και έτσι ο φλοιός γίνεται όλο και πιο γνωστός.

Η πυκνότητα του είναι ίδια με αυτή της Σελή-

νης και δεν ξεπερνά το 3,3, ενώ η μέση πυκνότητα της γης είναι 5,2. Κάτω από το φλοιό βρίσκεται ο ανώτερος μανδύας, με πυκνότητα γειτονική του 3,3 και χωρίζεται από το φλοιό με την ασυνέχεια του Mohorovicic ή Moho.

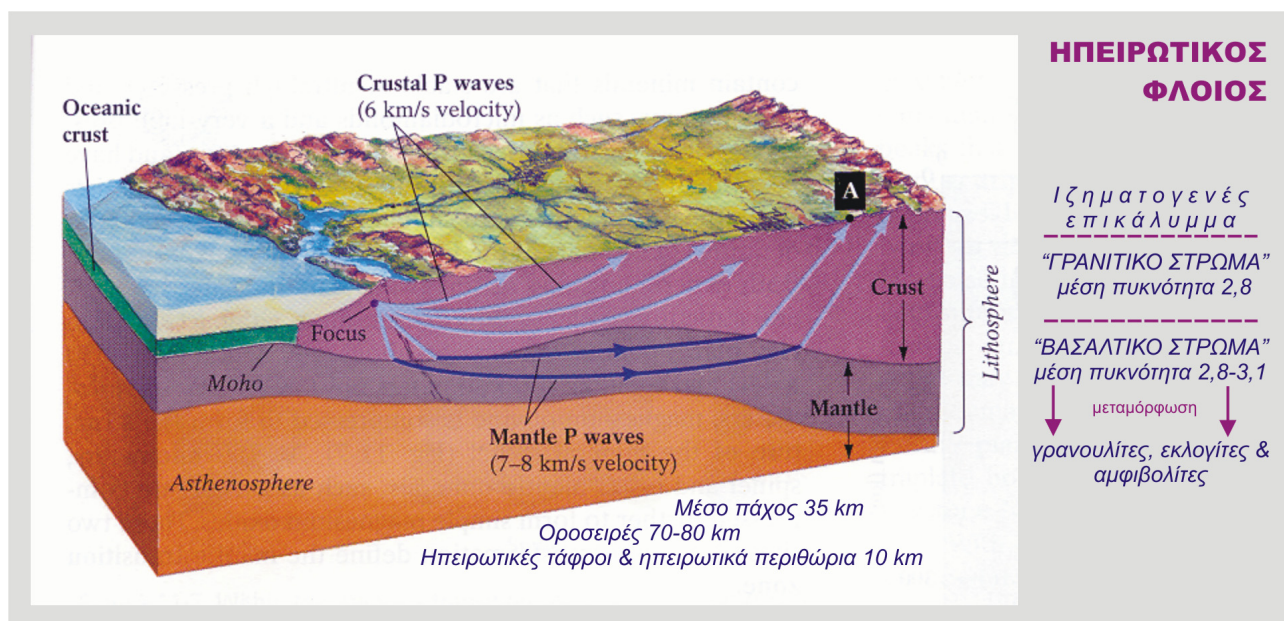
Ηπειρωτικός Φλοιός

Το μέσο πάχος του ηπειρωτικού φλοιού είναι 35 χιλιόμετρα, αλλά μεταβάλλεται πολύ σε διάφορες περιοχές. Στις πρόσφατες οροσειρές φτάνει τα 70 έως 80 χιλιόμετρα πάχος, ενώ ελαττώνεται στις ηπειρωτικές τάφρους (continental rifts) και, κυρίως, στα ηπειρωτικά περιθώρια, που γίνεται η μετάβαση από τον ηπειρωτικό στον ωκεάνιο φλοιό (Εικ. 1.4).

μόρφωση υψηλού βαθμού, μετατρέποντας τα πετρώματα σε γρανουλίτες, εκλογίτες ή, τελικά, αμφιβολίτες.

Ωκεάνιος Φλοιός

Ο ωκεάνιος φλοιός, διαφέρει από τον ηπειρωτικό και ως προς το μέσο πάχος του και ως προς τη φύση του. Το μέσο πάχος του είναι κατά πολύ μικρότερο του ηπειρωτικού φλοιού, 7 χιλιόμετρα περίπου, στα οποία πρέπει να προστεθούν και τα 5 περίπου χιλιόμετρα του νερού των ωκεανών. Η πυκνότητα του ωκεάνιου φλοιού είναι μεγαλύτερη από αυτή του ηπειρωτικού και η σύσταση του πιο βασική. Ο ηπειρωτικός φλοιός περιέχει περίπου



Εικόνα 1.4 Η δομή και τα χαρακτηριστικά του ηπειρωτικού φλοιού.

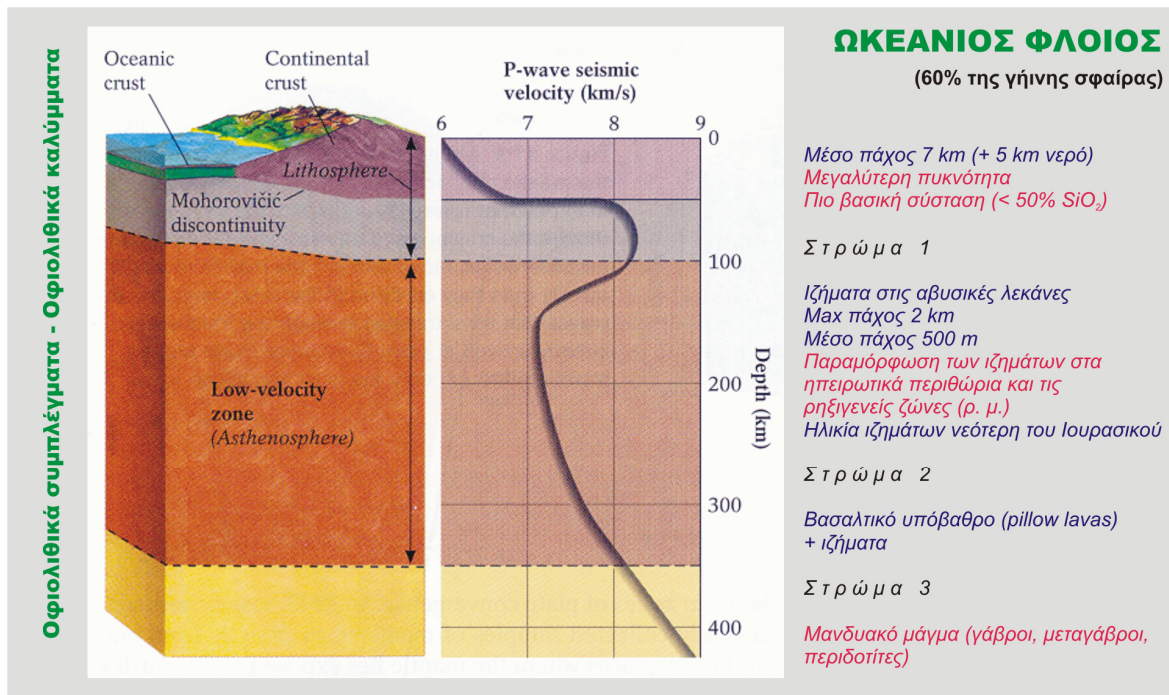
Ο ηπειρωτικός φλοιός δεν μεταβάλλεται μόνο ως προς το πάχος του, αλλά και την πυκνότητά του, σχηματίζοντας έτσι διάφορα στρώματα. Διακρίνουμε το ανώτερο στρώμα που ονομάστηκε γρανιτικό, επειδή οι φυσικές του ιδιότητες είναι παραπλήσιες με αυτές του γρανίτη, ή ακριβέστερα των γρανοδιοριτικών πετρωμάτων. Η μέση πυκνότητά του είναι 2,8. Η ανώτερη "επιδερμίδα" αυτού του πρώτου στρώματος, έχει σχηματιστεί από ιζηματογενή πετρώματα (ιζηματογενές επικάλυμμα), που έχουν οπωσδήποτε μικρότερη πυκνότητα.

Το κατώτερο στρώμα που χωρίζεται από την ασυνέχεια του Conrad, ονομάζεται βασάλτικο, γιατί έχει παρόμοιες ιδιότητες και η μέση πυκνότητα του κυμαίνεται από 2,8 έως 3,1. Είναι πιθανό το στρώμα αυτό να έχει σχηματιστεί από βασάλτη ή γάββρο. Οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας που βρίσκονται σε αυτά τα βάθη, προκαλούν μία μετα-

60% SiCO_2 , ενώ ο ωκεάνιος λιγότερο από 50%.

Χαλαρά ιζήματα, ή ελαφρά στερεοποιημένα (στρώμα 1), καλύπτουν τους βασάλτες των ωκεανών στις αβυσσικές λεκάνες (Εικ. 1.5). Στις ενεργές ωκεάνιες ράχες δεν υπάρχουν ιζήματα, αλλά όσο απομακρυνόμαστε από αυτές το πάχος των ιζημάτων αυξάνει προοδευτικά και μπορεί να ξεπεράσει, τοπικά, τα 2 χιλιόμετρα. Το μέσο πάχος των ιζημάτων είναι της τάξεως των 500 μέτρων. Τα ιζήματα αυτά δεν είναι παραμορφωμένα, παρά μόνο στις περιοχές όπου υπάρχουν ρηξιγενείς ζώνες και στα ηπειρωτικά περιθώρια. Η ηλικία τους είναι σχετικά πρόσφατη, γιατί δεν γνωρίζουμε ιζήματα αρχαιότερα του Ιουρασικού.

Το υπόβαθρο των ιζημάτων (στρώμα 2), είναι γενικά βασάλτικο (pillow-lavas) και σχηματίζει τους υποθαλάσσιους λόφους, ερχόμενο πολλές φορές κατευθείαν σε επαφή με το νερό της θάλασσας.



Εικόνα 1.5 Η δομή και τα χαρακτηριστικά του ωκεάνιου φλοιού.

Έτσι το στρώμα 2 έχει σχηματιστεί από υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκχύσεις. Είναι πιθανόν, όμως, να περιέχει και ιζήματα στερεοποιημένα, που πάρθηκαν από τις λάβες κατά τη στιγμή της έκχυσης στον άξονα των ράχων.

Η πραγματική φύση του ωκεάνιου στρώματος είναι ακόμα αμφισβητήσιμη. Η διαφοροποίηση των βασαλτών (στρώμα 2), από ένα μανδυακό μάγμα, σχηματίζει πετρώματα πολύ πιο βασικά (πλούσια σε ολιβίνη και πλαγιόκλαστα), που θα μπορούσαν να συγκροτήσουν το στρώμα 3. Στην περίπτωση αυτή, πρόκειται για γάββρους και μεταγάββρους που συνδέονται με περιδοτίτες.

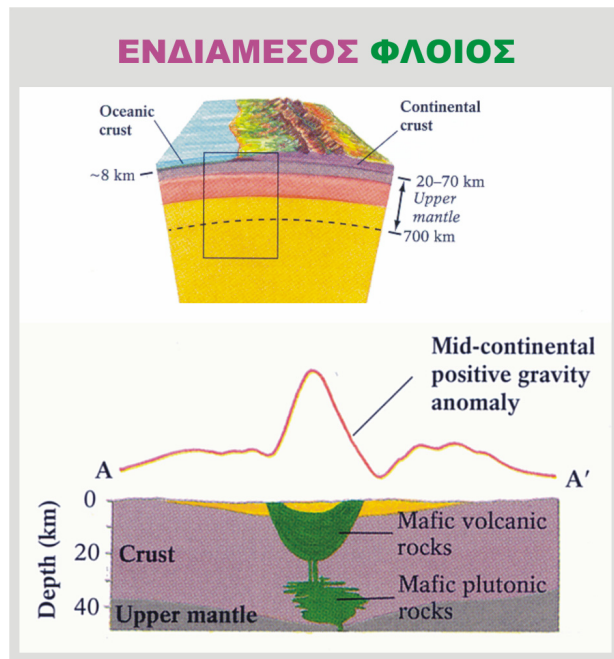
Ο ωκεάνιος φλοιός που βρίσκεται στους ωκεανούς καταλαμβάνει το 60% της γήινης σφαίρας. Οι τεκτονικές τάσεις που αναπτύσσονται στις περιοχές σύγκλισης των πλακών, δηλαδή στα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και στις πτυχωμένες οροσειρές, έχουν ως αποτέλεσμα την επώθηση τμημάτων του ωκεάνιου φλοιού πάνω στις ηπείρους, που αποτελούν τους οφιολίθους. Έτσι εξηγούνται σήμερα τα μεγάλα οφιολιθικά καλύμματα στις πτυχωμένες οροσειρές, τα οποία θεωρούν μάρτυρες παλαιών ωκεανών, που εξαφανίστηκαν από μια παλαιά υποβύθιση (subduction).

Ενδιάμεσος Φλοιός

Ο ενδιάμεσος φλοιός που παρατηρείται στα σταθερά ηπειρωτικά περιθώρια, παρουσιάζει ενδιάμεσους χαρακτήρες, μεταξύ του ηπειρωτικού και του ωκεάνιου φλοιού, αλλά δεν γνωρίζουμε ακριβώς

πως γίνεται η μετάβαση από τον ένα φλοιό στον άλλο (Εικ. 1.6). Στις περιοχές αυτές, η ασυνέχεια του Μοχο δεν είναι επίπεδη και σε πολλές περιπτώσεις υπάρχει μια ζώνη μετάβασης των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων.

Το μεγάλο πάχος των ιζηματογενών πετρωμάτων που υπάρχουν στα ηπειρωτικά περιθώρια, είναι ένα εμπόδιο για τις γεωτρήσεις ώστε να φτάσουν



Εικόνα 1.6 Η δομή και τα χαρακτηριστικά του ενδιάμεσου φλοιού.

στα όρια των υποστρωμάτων και να μας δώσουν ακριβή στοιχεία. Έτσι, γίνονται ορισμένες υποθέσεις από γεωλόγους και γεωφυσικούς, που στηρίζονται στην ταχύτητα μετάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Οι ταχύτητες δείχνουν ότι το υπόβαθρο του ηπειρωτικού φλοιού στα σταθερά ηπειρωτικά περιθώρια είναι βασαλτικής σύστασης. Το φαινόμενο αυτό εξηγείται δεχόμενοι ότι η εκλέπτυνση του επιφανειακού μέρους του ηπειρωτικού φλοιού, που γίνεται κατά τη διάρκεια της ταφρογένεσης (rifting), εξαιτίας των κανονικών ρηγμάτων, συνοδεύεται και από εκχύσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων με προέλευση το μανδύα. Όλη αυτή η διαδικασία προηγείται του σχηματισμού των περιθωρίων και έτσι ο ενδιάμεσος φλοιός, θα είναι ένας ηπειρωτικός φλοιός αλλοιωμένος και εμπλουτισμένος από βασικές μαγματικές διεισόδους.

Λιθόσφαιρα και Ασθενόσφαιρα

Ως λιθόσφαιρα χαρακτηρίζεται το ανώτερο περίβλημα της υδρογείου, που αποτελείται από το φλοιό και ένα μέρος του ανώτερου μανδύα. Τα πετρώματα που την αποτελούν είναι ικανά να αντέξουν σε τάσεις της τάξεως του kilobar, χωρίς να ρέουν και γι' αυτό χαρακτηρίζεται ως άκαμπτη. Η λιθόσφαιρα, που κάθεται πάνω στην ασθενόσφαιρα, έχει ένα μέσο πάχος περί τα 100 χιλιόμετρα (Εικ. 1.1).

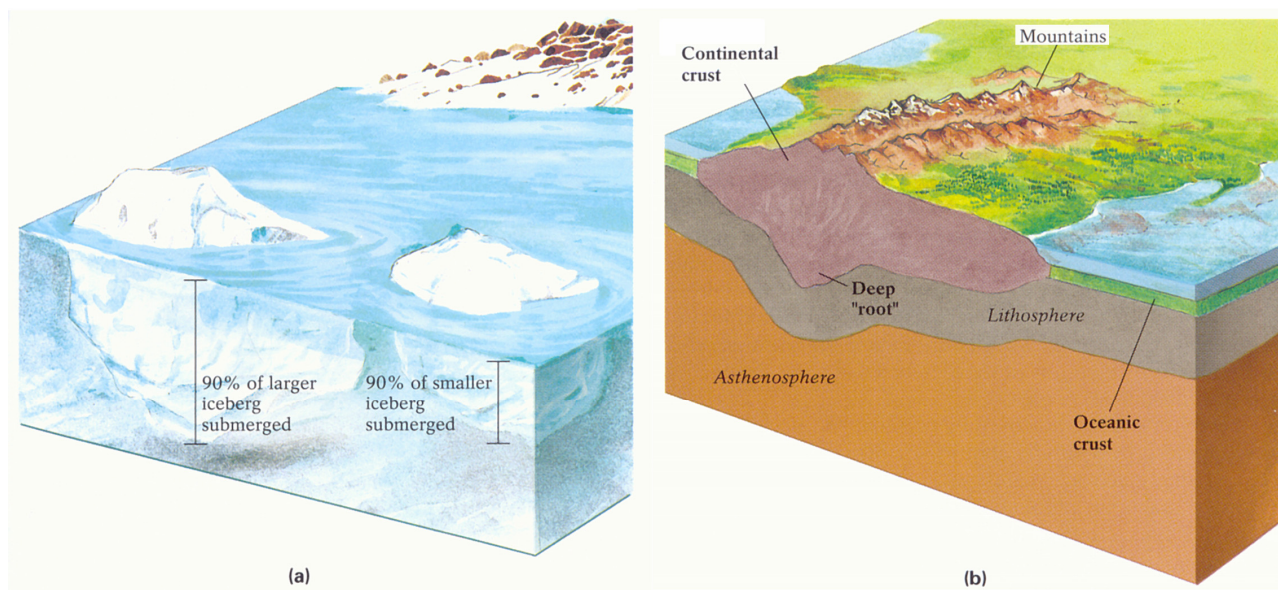
Η ασθενόσφαιρα, αντίθετα, χαρακτηρίζεται ως ένα μέσο πλαστικό, γιατί τα πετρώματα της παραμορφώνονται εύκολα όταν εξασκηθούν τάσεις της τάξεως ορισμένων εκατοντάδων bar. Έτσι, μπορεί να θεωρηθεί ως ένα μέσο ιξώδες τουλάχιστον στην

κλίμακα των γεωλογικών φαινομένων. Εξαιτίας αυτής της πλαστικότητας, επιτρέπει στη λιθόσφαιρα να μετατοπίζεται και να εισχωρεί μέσα σ' αυτή σε βάθος μεγαλύτερο από 100 χιλιόμετρα. Η ηπειρωτική λιθόσφαιρα, λόγω της μικρότερης πυκνότητας που παρουσιάζει σε σχέση με την ωκεάνια, επιπλέον πιο εύκολα στην ασθενόσφαιρα και εξ' αιτίας του μεγάλου πάχους της, εισχωρεί αρκετά πιο βαθιά μέσα σ' αυτή (δημιουργώντας μια βαθιά ρίζα), ακριβώς όπως και ένα παγόβουνο (Εικ. 1.7). Η διαδικασία αυτή καθορίζεται από την ισοστατική ισορροπία και ανάλογα με το αν προστίθεται (π.χ. ιζηματογένεση, ηφαιστειότητα), ή αφαιρείται (π.χ. διάβρωση, τήξη παγετώνων), μάζα από τη λιθόσφαιρα αυτή ανυψώνεται ή καταβυθίζεται, προσπαθώντας να διατηρήσει την ισοστατική της ισορροπία (Εικ. 1.8).

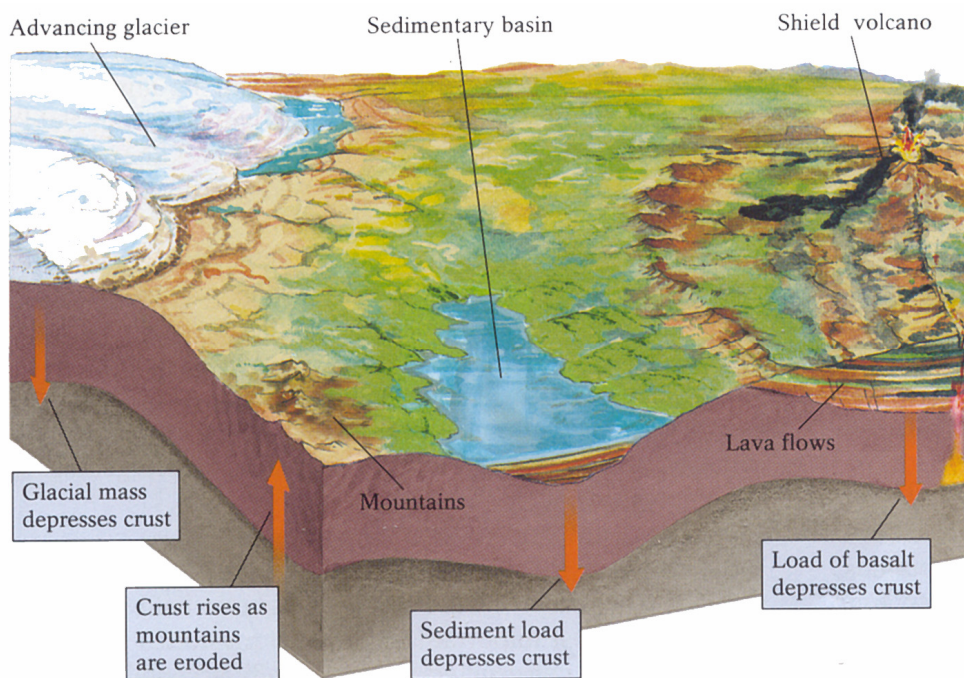
Η μελέτη για τη λιθόσφαιρα και την ασθενόσφαιρα, που βασίζεται στη βαρυτομετρία, τη σεισμολογία και τη γεωθερμία, άρχισε στις αρχές του αιώνα μας.

Είναι γνωστό ότι η ισοστατική ισορροπία αποκαθίσταται μετά από μία μεταφορά υλικού μεγάλης πυκνότητας, που γίνεται στα βαθύτερα στρώματα της υδρογείου και συγκεκριμένα στην επιφάνεια αντιστάθμισης. Για να πραγματοποιηθεί μετακίνηση του υλικού, πρέπει αυτό να βρίσκεται σε τέτοιες συνθήκες ώστε να μπορεί να ρέει.

Οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων (P και S) που εξαρτώνται από το βάθος, είναι μεγάλες στα επιφανειακά στρώματα της γης και επιβραδύνονται μέσα σε μια ζώνη που βρίσκεται σε ένα βάθος 100-300 χιλιομέτρων. Οι μεταβολές αυτές των ταχυτή-



Εικόνα 1.7 Η ηπειρωτική λιθόσφαιρα, λόγω της μικρότερης πυκνότητας που παρουσιάζει, σε σχέση με την ωκεάνια, επιπλέον πιο εύκολα στην ασθενόσφαιρα και εξ' αιτίας του μεγάλου πάχους της, εισχωρεί αρκετά πιο βαθιά μέσα σ' αυτή (δημιουργώντας μια βαθιά ρίζα), ακριβώς όπως και ένα παγόβουνο.



Εικόνα 1.8 Ισοστατικές επανορθώσεις στο γήινο φλοιό. Καθώς επιπλέον μάζα προστίθεται σε ένα τμήμα της λιθόσφαιρας (ιζηματογένεση, μαγματικές διεισδύσεις, παγετώνες κλπ.), αυτό τείνει να καταβυθισθεί. Αντίθετα αν απομακρύνεται μάζα (διάβρωση, τήξη παγετώνων κλπ.), το τμήμα τείνει να ανυψωθεί.

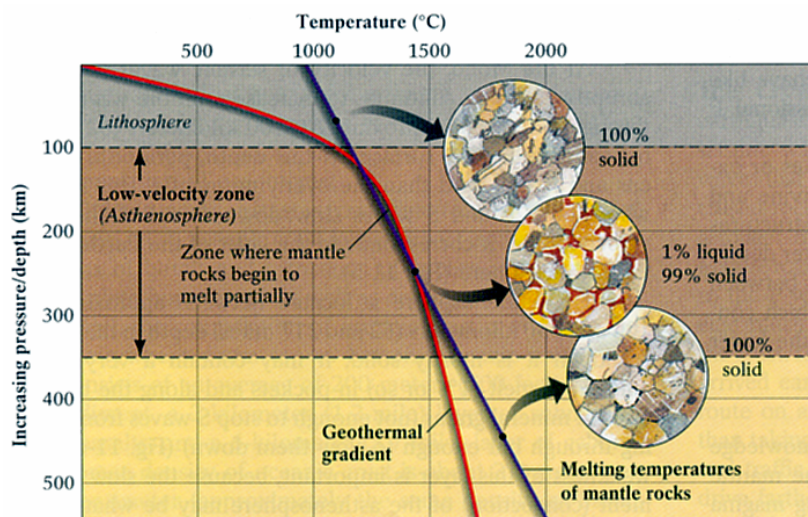
των δείχνουν ότι οι φυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων μεταβάλλονται, σε ένα βάθος περί τα 100 χιλιόμετρα, το οποίο ίσως καθορίζει το όριο μεταξύ λιθόσφαιρας και ασθενόσφαιρας.

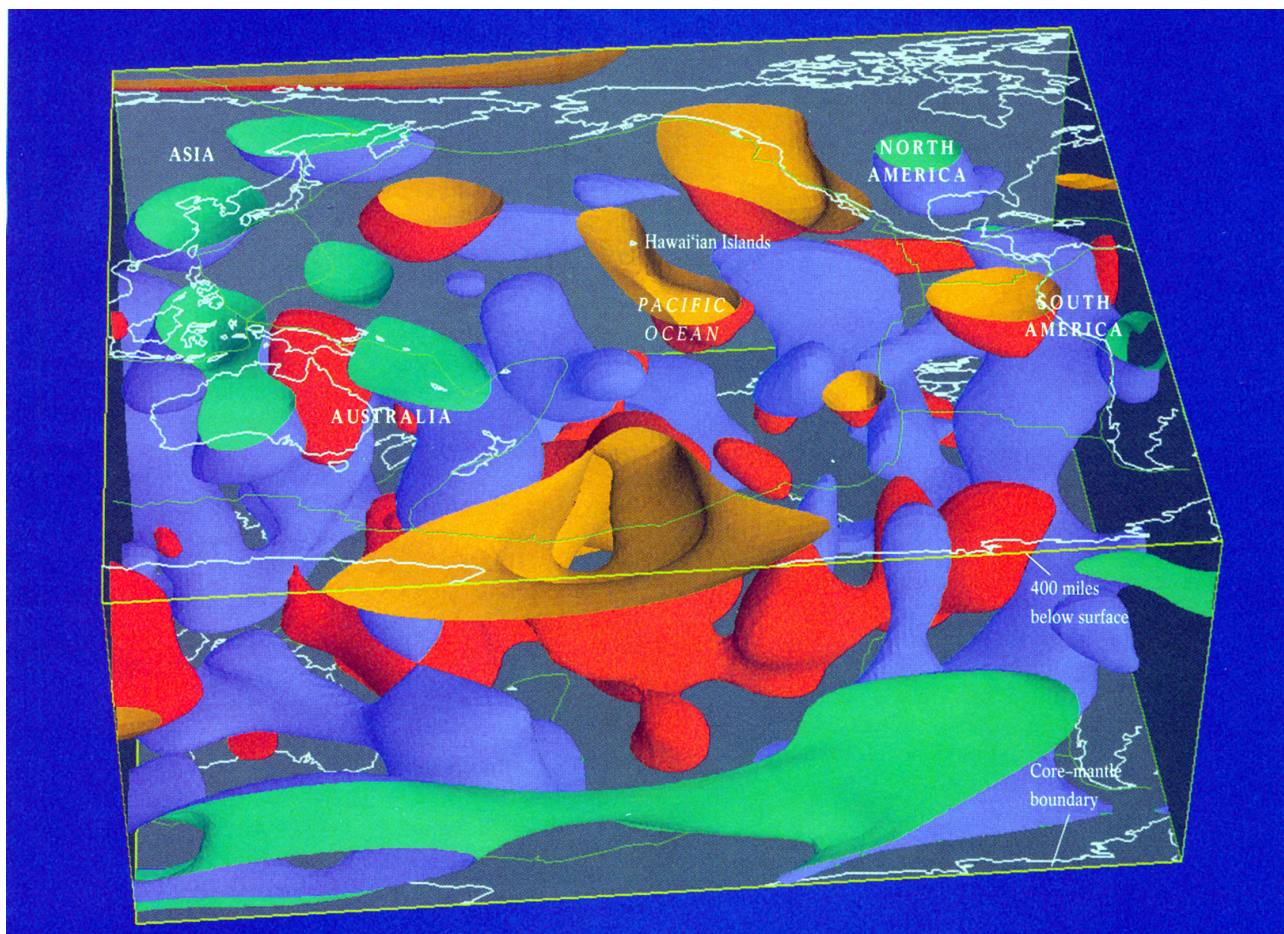
Είναι γνωστή η μέση τιμή της θερμικής ροής στα επιφανειακά στρώματα της υδρογείου και η φύση των πετρωμάτων που τα αποτελούν. Έτσι είναι δυνατόν να υπολογισθεί το βάθος που αρχίζει η μερική τήξη αυτών των πετρωμάτων που είναι της τάξεως των 75-100 χιλιομέτρων. Το όριο αυτό θεωρείται η βάση της λιθόσφαιρας, που συμπίπτει με την ισόθερμο των 1100°C περίπου. Η αρχή της μερικής τήξης που πραγματοποιείται σε αυτό το βάθος αλλάζει τις φυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων, που έχουν ως συνέπεια την επιβράδυνση της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων και την πλαστικότητα που παρουσιάζει η ασθενόσφαιρα.

Σε γενικές γραμμές, η ασθενόσφαιρα βρίσκεται ανάμεσα στα 100 και 350 km βάθους. Αν και κυρίως έχει χαρακτήρες στερεού σώματος, περιέχει ένα μικρό ποσοστό τήγματος (της τάξης του 1%), ανάμεσα στα διάκενα και κατά μήκος των ορίων των κρυστάλλων, όχι όμως τόσο που να μπορεί να σταματήσει τη διέλευση των S κυμάτων, αλλά τόσο που να μειώσει την ταχύτητά τους (Εικ. 1.9). Η "εξασθένηση" του στρώματος αυτού είναι πολύ σημαντική, γιατί, όπως αναλυτικά θα παρουσιασθεί στα επόμενα κεφάλαια, η αργή κίνηση της ασθενόσφαιρας (αυτό που στη βιβλιογραφία ονομάζεται convection, δηλαδή μεταφορά μέσω ρευμάτων), μπορεί να είναι το αίτιο της κίνησης των πλακών της υπερκείμενης άκαμπτης λιθόσφαιρας.

Οι τρεις προηγούμενες μέθοδοι (βαρυτομετρία, σεισμολογία, γεωθερμία), που στηρίζονται σε

Εικόνα 1.9 Η μερικώς τετηγμένη ζώνη χαμηλών ταχυτήτων του ανώτερου μανδύα, η αποκαλούμενη ασθενόσφαιρα. Επάνω και κάτω από αυτό το στρώμα, που έχει πάχος 250 km, τα πετρώματα του μανδύα παρουσιάζουν τα χαρακτηριστικά του στερεού σώματος. Η κόκκινη γραμμή στο σχήμα αντιπροσωπεύει τη γεωθερμική βαθμίδα, που δείχνει πως η εσωτερική θερμοκρασία της Γης αυξάνει γρήγορα με το βάθος μέσα στη λιθόσφαιρα.





Εικόνα 1.10 Σεισμική τομογραφία του μανδύα όπου διακρίνονται οι θερμές περιοχές (ερυθρά χρώματα) και οι ψυχρές περιοχές (κυανά χρώματα). Τα όρια των ηπείρων σημειώνονται με λευκή γραμμή. Στην εικόνα αυτή φαίνονται χαρακτηριστικά οι θερμές περιοχές στη γειτονική περιοχή των ηφαιστειακών νήσων της Χαβάης αλλά και κατά μήκος της ακτής του ΝΑ Ειρηνικού. Οι γεωλόγοι μελετούν και αναλύουν τα δεδομένα αυτά για να κατανοηθεί ο τύπος και η σχέση που υφίσταται ανάμεσα στη θερμοκρασία του εσωτερικού της Γης, την τεκτονική δραστηριότητα και άλλες διαδικασίες καθώς και τα μορφολογικά χαρακτηριστικά.

διαφορετικά στοιχεία, δίνουν παρόμοια συμπεράσματα. Η πειραματική σεισμολογία έχει δείξει ότι ο λιθοσφαιρικός μανδύας παρουσιάζει μία στρωματοποίηση. Κάτω από την ασυνέχεια του Moho, διακρίνεται ένα πρώτο στρώμα πάχους περί τα 10 χιλιόμετρα. Η ταχύτητα των κυμάτων P είναι περίπου 8,1 km/sec και η πυκνότητα (του στρώματος αυτού του λιθοσφαιρικού μανδύα) είναι 3,3. Έτσι υπολογίζεται ότι αποτελείται από περιδοτίτες. Στη συνέχεια παρατηρείται ένα άλλο στρώμα, πάχους 10 χιλιομέτρων, όπου η ταχύτητα των κυμάτων P είναι της τάξεως των 7,8-7,9 km/sec. Ακολουθεί ένα τρίτο στρώμα που χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη ταχύτητα των κυμάτων P (8,2 km/sec), και το οποίο θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τη βάση της λιθόσφαιρας.

Το ενδιάμεσο στρώμα (δεύτερο), όπου τα σεισμικά κύματα έχουν μικρότερη ταχύτητα, δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι ανήκει στην ασθενόσφαιρα. Ερμηνεύεται είτε από μια τήξη των πετρωμάτων του μανδύα, είτε, κατά άλλους συγγραφείς, από μια

υδροξείδωση των περιδοτιτών. Οι συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας που υφίστανται σε ένα βάθος 40-50 χιλιομέτρων είναι ικανές να πραγματοποιήσουν μια σερπεντινίωση των υπερβασικών πετρωμάτων, παρόλο που η αναλογία τους σε νερό είναι 1%.

Η υπόθεση αυτή, δηλαδή ότι μέσα στο λιθοσφαιρικό μανδύα υπάρχει ένα στρώμα σερπεντινωμένου περιδοτίτη, πάχους περί τα 10 χιλιόμετρα, που χωρίζει οριζοντίως τη λιθόσφαιρα, μας επιτρέπει να εξηγήσουμε ορισμένα δύσκολα γεωλογικά φαινόμενα. Στην περίπτωση που εξασκούνται επαπτομενικές τεκτονικές τάσεις, είναι πολύ πιθανόν στο στρώμα αυτό της λιθόσφαιρας να λαμβάνει χώρα μια αποκόλληση και ολίσθηση, γιατί τα φαινόμενα αυτά διευκολύνονται από το σερπεντινωμένο περιδοτίτη. Κατ' αυτό τον τρόπο θα μπορούσε να εξηγηθεί η συνύπαρξη των υψηλού βαθμού μεταμορφωμένων πετρωμάτων, που κρυσταλλώνονται στη βάση του ηπειρωτικού φλοιού και των περιδοτιτών (λερζόλιθοι), που παρατηρούνται συχνότατα στις πτυχωμένες οροσειρές. Εξηγείται,

επίσης, η συνύπαρξη περιδοτιτών και πετρωμάτων που ανήκουν στον ωκεάνιο φλοιό και παρατηρούνται μέσα στα μεγάλα οφιολιθικά καλύμματα.

Στην Εικόνα 1.10 παρουσιάζεται η σεισμική τομογραφία του μανδύα, όπου διακρίνονται οι θερμές και οι ψυχρές περιοχές. Οι θερμές περιοχές σχετίζονται συνήθως με τους διάφορους τύπους της ηφαιστειότητας, όπως π.χ. στη γειτονική περιοχή των ηφαιστειακών νήσων της Χαβάης, αλλά και κατά μήκος της ακτής του ΝΔ Ειρηνικού. Οι γεωλόγοι μελετούν και αναλύουν τα δεδομένα αυτά για να κατανοηθεί ο τύπος και η σχέση που υφίσταται ανάμεσα στη θερμοκρασία του εσωτερικού της Γης, την τεκτονική δραστηριότητα και άλλες διαδικασίες καθώς και τα μορφολογικά χαρακτηριστικά.

1.3 Χαρακτηριστικά του Γήινου Φλοιού και η Τεκτονική των Λιθοσφαιρικών Πλακών

Στο κεφάλαιο αυτό αναφέρονται συνοπτικά ορισμένες γνωστές έννοιες, ενώ παράλληλα προστίθενται ορισμένες νέες, που θεωρούνται απαραίτητες για την κατανόηση των γεωδυναμικών φαινομένων που συμβαίνουν σήμερα στην υδρόγειο. Για το λόγο αυτό αποτελεί και το εισαγωγικό μέρος του μαθήματος.

Αν κατασκευασθεί μία καμπύλη, που να δείχνει τη συχνότητα των υψομέτρων και των βαθών των θαλασσών στην επιφάνεια της γήινης σφαίρας, θα παρουσιάζει μια κατανομή με δύο μέγιστες τιμές (Εικ. 1.11).

Το συχνότερο υψόμετρο είναι τα 300 μέτρα και το συχνότερο βάθος τα 4.800 μέτρα. Οι πυθμέ-

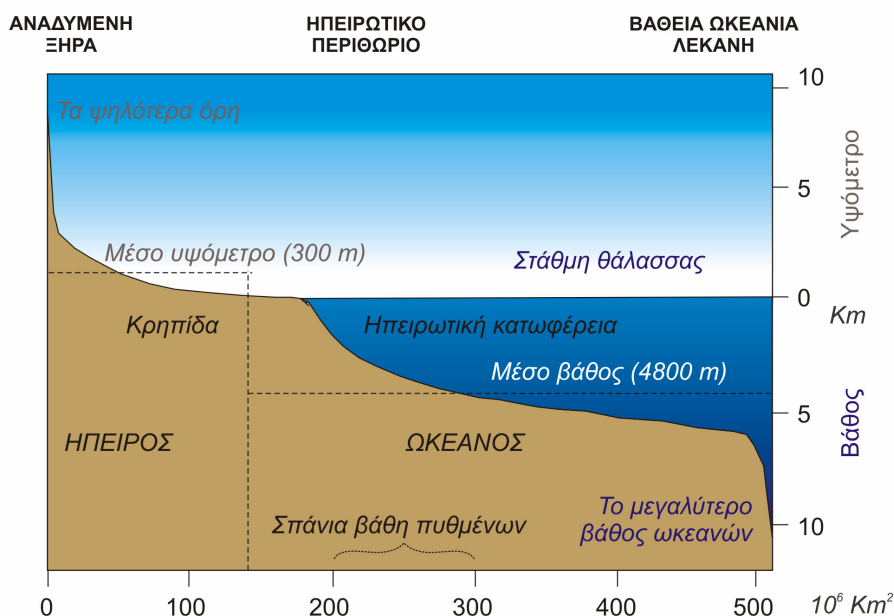
νες που βρίσκονται μεταξύ 2.000 και 3.000 μέτρων είναι πιο σπάνιοι. Οι αναδυμένες ξηρές και οι βαθιές ωκεάνιες λεκάνες ανήκουν σε πολύ διαφορετικές περιοχές και χωρίζονται από το ηπειρωτικό περιθώριο, που αποτελεί μια στενή και περιορισμένη ζώνη μετάβασης. Οι χαρακτήρες του και η γεωλογική του ιστορία καθορίζονται, συγχρόνως, τόσο από τη γεωδυναμική εξέλιξη της ηπείρου, όσο και του ωκεανού.

Μορφολογικές Ενότητες των Θαλασσίων Πυθμένων

Οι κύριες μορφολογικές ενότητες των θαλασσίων πυθμένων αποτελούνται από τα ηπειρωτικά περιθώρια (ενεργά ή σταθερά), τις ωκεάνιες λεκάνες και τις ωκεάνιες ράχες. Συνοπτικά, τα χαρακτηριστικά τους είναι τα ακόλουθα:

Ενεργά και Σταθερά Ηπειρωτικά Περιθώρια

Διακρίνονται δυο μεγάλες κατηγορίες ηπειρωτικών περιθωρίων, τα "ενεργά" και τα "σταθερά". "Ενεργά" ονομάζονται εκείνα που χαρακτηρίζονται από μια ισχυρή σεισμικότητα και μια διαρκή ηφαιστειακή δραστηριότητα. Τα περιθώρια αυτά οριοθετούνται από βαθιές τάφρους, όπως π.χ. στην περιφέρεια του Ειρηνικού ωκεανού και αποτελούν σχεδόν μια συνεχή ζώνη. Τα άλλα ονομάζονται "σταθερά ή παθητικά", γιατί δεν παρουσιάζουν καμία ενεργό τεκτονική. Τέτοια είναι τα περισσότερα περιθώρια του Ατλαντικού ωκεανού. Γίνεται μια σύγκριση των δύο τύπων των ηπειρωτικών περιθωρίων, αν και αυτά δημιουργούνται από διαφορετικά γεωδυναμικά φαινόμενα. Διακρίνονται οι παρακάτω περιοχές στα ηπειρωτικά περιθώρια:



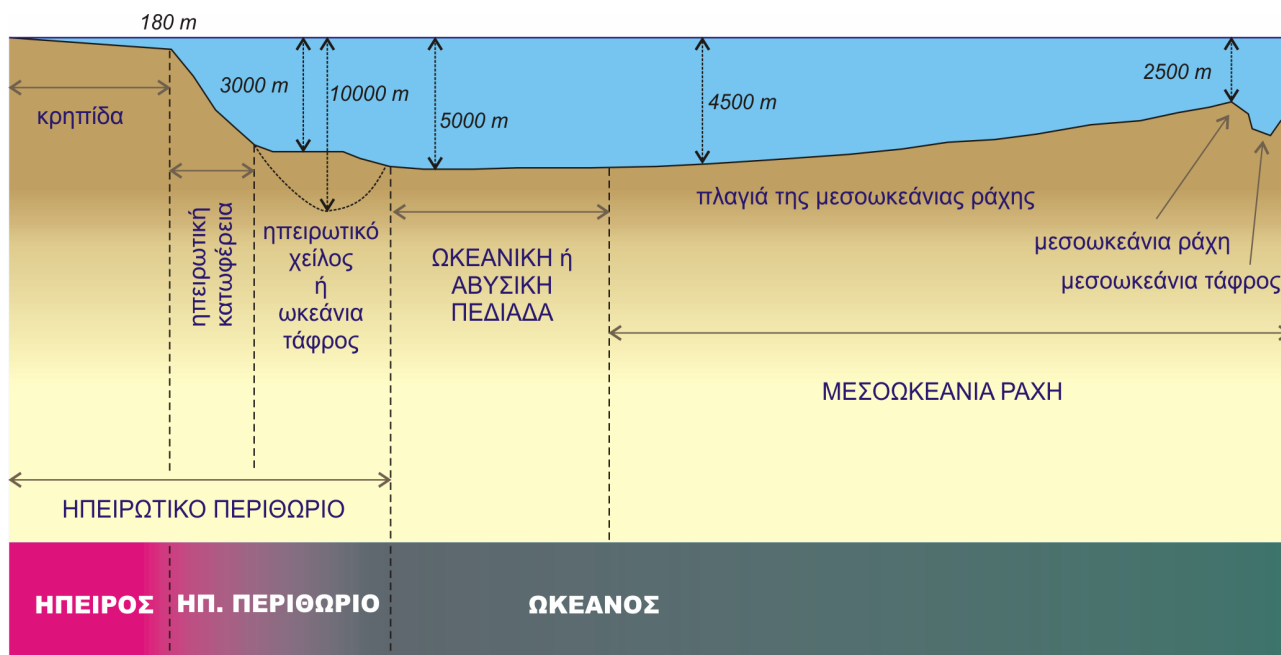
Εικόνα 1.11 Κατανομή των τοπογραφικών υψομέτρων της Γης. Η αθροιστική καμπύλη παρουσιάζει το % ποσοστό της επιφάνειας της Γης που βρίσκεται κάτω από ένα συγκεκριμένο υψόμετρο. Τα ύψη εκφράζονται σε χιλιόμετρα.

Η κρηπίδα. Και στους δύο τύπους των περιθωρίων είναι σχετικά πλατειά, 70-80 χιλιόμετρα κατά μέσο όρο και μερικές φορές πολλές εκατοντάδες χιλιόμετρα. Το βάθος είναι μικρό, από 0-130 ή 180 μέτρα (Εικ. 1.12). Όλες οι γεωλογικές μελέτες έχουν αποδείξει ότι πρόκειται για μια προέκταση της ξηράς, που καλύπτεται από ένα λεπτό πάχος σύγχρονων ιζημάτων και μικρό βάθος θαλασσινού νερού.

αυτές βρίσκονται τα μεγαλύτερα βάθη της υδρογείου (π.χ. τάφος των Tonga 10 km, τάφος των Μαριάνων νήσων 11 km).

Ωκεάνιες Λεκάνες

Η μορφολογία των ωκεάνιων λεκανών καθορίζεται κατά μεγάλο ποσοστό από τη φύση των πετρωμάτων που την αποτελούν. Το ηπειρωτικό χείλος στα



Εικόνα 1.12 Οι μεγάλες μορφολογικές ενότητες των θαλασσιών πυθμένων. Η σχηματική τομή είναι κάθετη στον άξονα μιας ενεργού ωκεάνιας ράχης.

Η ηπειρωτική κατωφέρεια. Αυτή αρχίζει από τα 200 μέτρα και φτάνει στα 3.000 ή 4.000 μέτρα στα σταθερά περιθώρια και 5.000 έως 10.000 μέτρα στα ενεργά. Η μέση μορφολογική κλίση είναι μικρή 4° - 5° , αλλά συγκρινόμενη με αυτή της κρηπίδας, είναι περίπου 20 φορές μεγαλύτερη (Εικ. 1.12). Η ηπειρωτική κατωφέρεια αποκόπτεται από υποθαλάσσιες κοιλάδες (canyons), που αρχίζουν μερικές φορές από την ακτογραμμή.

Το ηπειρωτικό χείλος. Οι πρόποδες της ηπειρωτικής κατωφέρειας ονομάζονται μερικές φορές ηπειρωτικά χείλη. Αυτά παρουσιάζουν μια μικρή κλίση (1% έως 1,5%, από 4.000-5.000 μέτρα) και διασχίζονται από κοιλάδες, που οι απολήξεις τους δίνουν μια μορφή ριπιδίων. Το ηπειρωτικό χείλος σχηματίζεται είτε πάνω σε λεπτό ηπειρωτικό φλοιό, είτε σε ωκεάνιο. Τα ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια (π.χ. Ειρηνικού ωκεανού) δεν περιέχουν ηπειρωτικό χείλος. Χαρακτηρίζονται από την παρουσία μιας περιθωριακής τάφρου, πλάτους 70-100 χιλιομέτρων κατά μέσον όρο. Το μήκος της τάφρου μερικές φορές φτάνει τα εκατοντάδες χιλιόμετρα και μέσα σε

σταθερά περιθώρια βρίσκεται κοντά σε πολύ ομαλές αβυσσικές πεδιάδες, όπου υπάρχουν μόνο μερικά υποθαλάσσια βουνά, ενώ σπάνια σχηματίζονται κοιλάδες που επεκτείνονται μέχρι το χείλος.

Αντίθετα, οι ωκεάνιοι πυθμένες, που περιβάλλουν τα ενεργά περιθώρια, παρουσιάζουν, συνήθως, έντονο ανάγλυφο. Εκτός από τα υποθαλάσσια βουνά, που οι διαστάσεις τους είναι της τάξεως των χιλιομέτρων, υπάρχει ένας μεγάλος αριθμός αβυσσικών λόφων, που το ανάγλυφο τους δεν ξεπερνά ορισμένες εκατοντάδες μέτρα. Οι υποθαλάσσιοι αυτοί λόφοι, που βρίσκονται στις αβυσσικές πεδιάδες, υπάρχουν και κάτω από την ηπειρωτική κατωφέρεια καλυπτόμενοι από ιζήματα και διαπιστώνονται με σεισμικές μεθόδους (μέθοδος ανακλάσεως).

Στα σταθερά περιθώρια, το ανάγλυφο των αβυσσικών πεδιάδων καλύπτεται από ιζήματα μεγάλου πάχους, κυρίως τουρβιδιτικά, που μεταφέρονται από την ήπειρο. Στα ενεργά περιθώρια, οι περιφερειακοί τάφροι σχηματίζουν ένα φράγμα, λόγω της κοιλότητας τους, που εμποδίζει την προέλαση των ιζημάτων που προέρχονται από την ήπειρο.

Έτσι, οι αβυσσικοί λόφοι καλύπτονται μόνο από χημικά ιζήματα πελαγικής προέλευσης, που τα χαρακτηρίζει μια αργή ιζηματογένεση.

Ωκεάνιες Ράχες

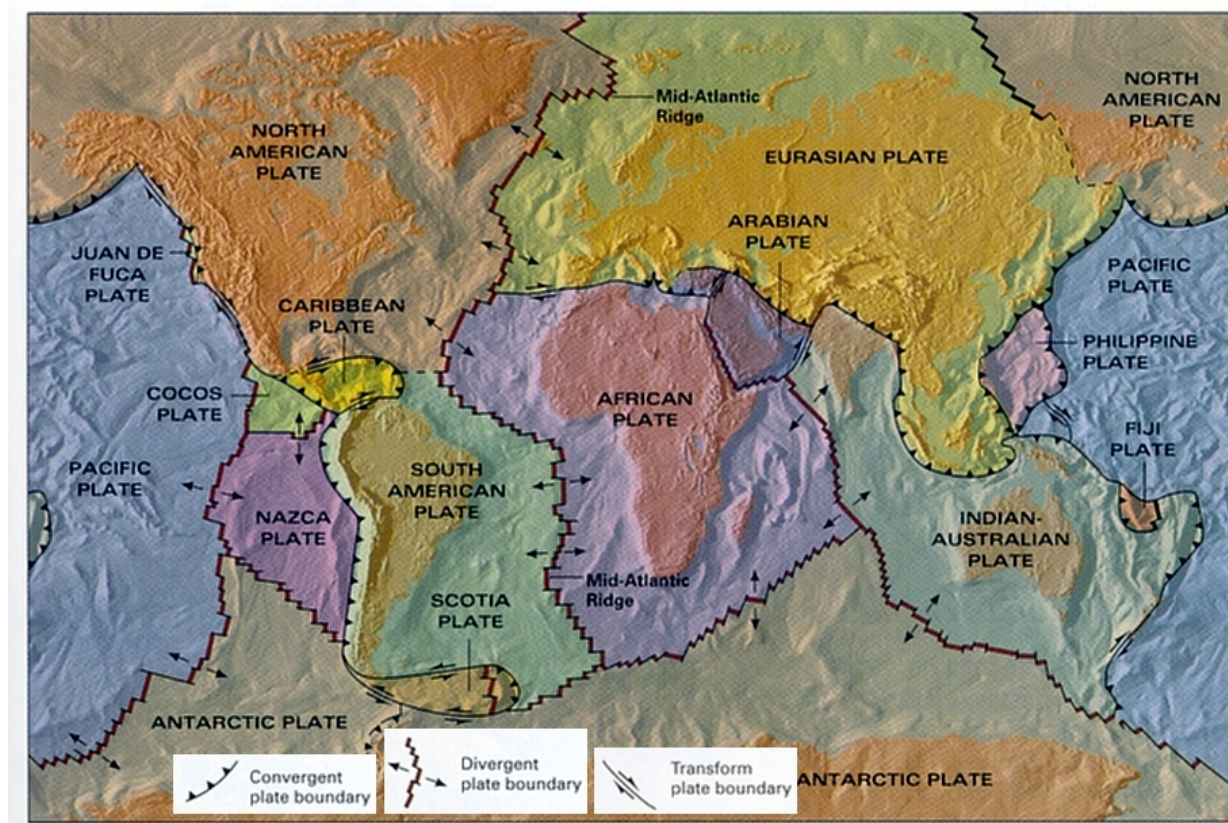
Οι ωκεάνιες ράχες βρίσκονται σε όλους τους ωκεανούς της υδρογείου, σχηματίζοντας ένα ενιαίο σύνολο μήκους 70.000 χιλιομέτρων. Πρόκειται για εκτεταμένα ανυψώματα των θαλάσσιων πυθμένων, που η βάση τους βρίσκεται στα 5.000 μέτρα βάθος και η κορυφή τους στα 2.500 μέτρα. Το πλάτος τους είναι πολλές χιλιάδες χιλιόμετρα. Κατά μήκος της ράχης (άξονας συμμετρίας), παρατηρείται συχνά μια κεντρική κοιλάδα πλάτους 30 χιλιομέτρων περίπου, που ονομάζεται ωκεάνια τάφρος. Οι ωκεάνιες ράχες είναι κομμένες από πολλά εγκάρσια ρήγματα, τα γνωστά ως ρήγματα "μετασχηματισμού". Όπως είναι γνωστό, στα ρήγματα αυτά υπάρχει μια έντονη σεισμική δραστηριότητα και έτσι οι ωκεάνιες ράχες χαρακτηρίζονται σαν "ενεργές".

Μετά από τη μορφολογική περιγραφή των υποθαλάσσιων πυθμένων, μπορεί να γίνει μια πρώτη κατάταξη των διαφόρων μορφολογικών μονάδων στους ωκεανούς και στις ηπείρους, όχι με τη γεωγραφική έννοια, αλλά με τη γεωλογική. Έτσι οι ενεργές ράχες και οι βαθιές ωκεάνιες λεκάνες, που τις συνοδεύουν, αποτελούν την ωκεάνια περι-

χή με τη γεωλογική έννοια. Αντίθετα, η κρηπίδα ανήκει στην ήπειρο από την οποία δύσκολα αποχωρίζεται. Τα ηπειρωτικά περιθώρια θεωρούνται μια ζώνη μετάβασης από τις ηπείρους στους ωκεανούς. Πρέπει όμως να γίνει μια διάκριση μεταξύ των ενεργών και σταθερών περιθωρίων. Στα σταθερά περιθώρια δεν παρατηρείται καμία τεκτονική δράση, ενώ αντίθετα τα ενεργά είναι η έδρα των γεωδυναμικών φαινομένων, όπως θα περιγραφεί στη συνέχεια.

Θεώρηση υπό το Πρίσμα της Τεκτονικής των Πλακών

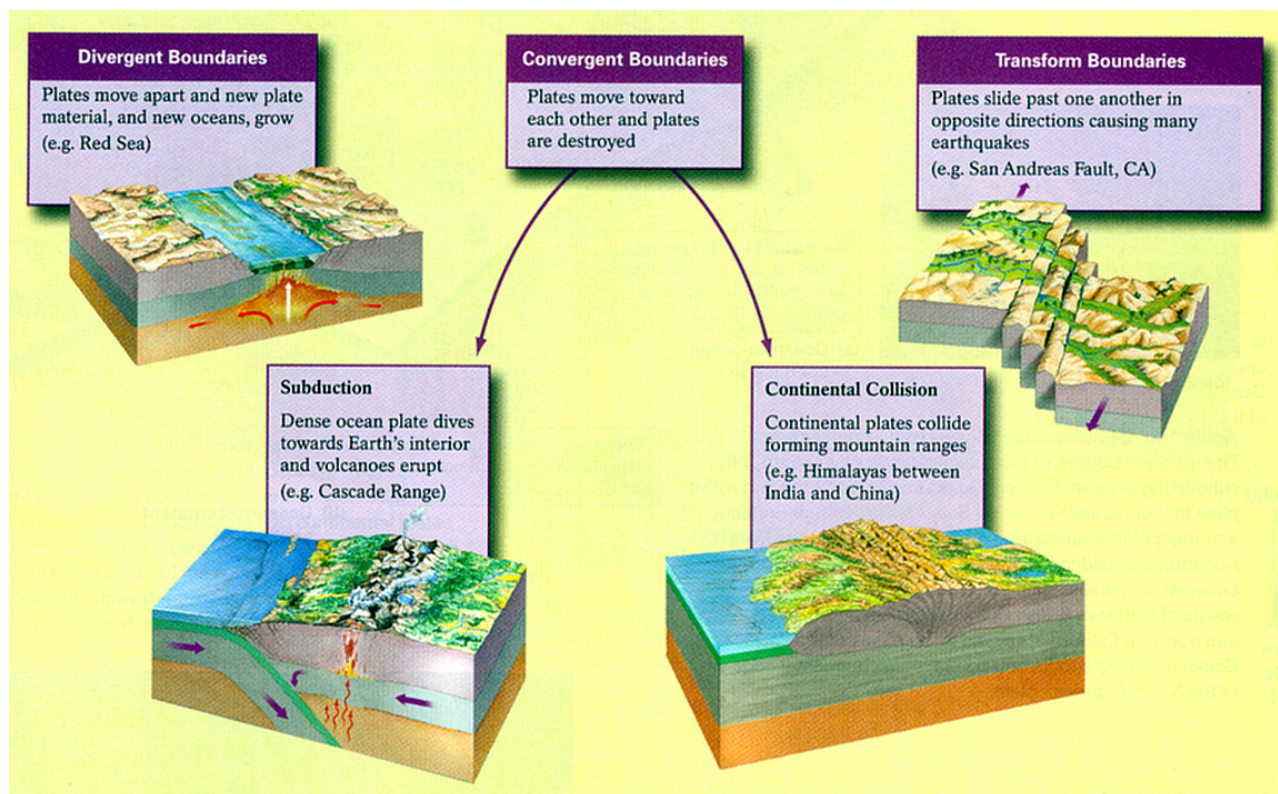
Τα χαρακτηριστικά του γήινου φλοιού είναι, σε ένα μεγάλο βαθμό, το άμεσο ή έμμεσο αποτέλεσμα των κινήσεων και μεταβολών της λιθόσφαιρας. Η θεωρία της **Τεκτονικής των Λιθοσφαιρικών Πλακών** περιγράφει αυτές τις κινήσεις και ερμηνεύει την παρατηρούμενη τεκτονική δραστηριότητα στη Γη, καθώς και την τεκτονική ιστορία και εξέλιξη που καταγράφεται στις ωκεάνιες λεκάνες. Η θεωρία αυτή υποστηρίζει ότι τη σημερινή εποχή η λιθόσφαιρα της Γης χωρίζεται σε επτά κύριες και αρκετές μικρότερες, λιθοσφαιρικές πλάκες, οι οποίες κινούνται σχετικά η μία με την άλλη (Εικ. 1.13). Η κίνηση αυτή, αντιστοιχεί περίπου στην κίνηση ενός



Εικόνα 1.13 Οι επτά κύριες και ορισμένες μικρότερες, τεκτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες της Γης.

άκαμπτου σώματος, θεώρηση η οποία δεν σημαίνει ότι τελικά οι τεκτονικές πλάκες είναι άκαμπτες και μη παραμορφώσιμες, αλλά ότι, σε μια πρώτη προσέγγιση, οι διαδικασίες που σχετίζονται με την τεκτονική των πλακών δεν προϋποθέτουν παραμόρφωση στο εσωτερικό τους. Το μεγαλύτερο ποσοστό της παραμόρφωσης των πλακών συγκεντρώνεται σε ζώνες, δεκάδων ή εκατοντάδων χιλιομέτρων κατά μήκος των περιθωρίων των πλακών. Σε ορισμένες περιοχές, όμως, η παραμόρφωση εκτείνεται βαθιά στο εσωτερικό των πλακών.

Η πιο άμεση ένδειξη για τις διαδικασίες της τεκτονικής των πλακών και τη διάνομιση του πυθμένα των θαλασσών, προέρχεται από τον ωκεάνιο φλοιό, όπου η αποκλίνουσα κίνηση στις μεσοωκεάνιες ράχες, προσθέτει νέο υλικό στις λιθοσφαιρικές πλάκες. Παρατηρώντας το σχήμα της Εικόνας 1.15, διαπιστώνεται ότι η μέγιστη ηλικία του ωκεάνιου φλοιού φθάνει μόλις τα 190 m.y., που αντιπροσωπεύουν μόνο το 4% της ιστορίας της Γης. Άρα, λοιπόν, μόνο η πολύ πρόσφατη ιστορία της Γης μπορεί να αποκαλυφθεί από τη μελέτη του ωκεάνι-



Εικόνα 1.14 Οι τύποι των ορίων ανάμεσα στις τεκτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες της Γης.

Οι τύποι των ορίων ανάμεσα στις λιθοσφαιρικές πλάκες (Εικ. 1.14), περιλαμβάνουν αποκλίνοντα περιθώρια (divergent boundaries), όπου οι πλάκες απομακρύνονται ή μία από την άλλη και τα οποία σχετίζονται με δημιουργία νέας λιθόσφαιρας, συγκλίνοντα ή αναλίσκόμενα περιθώρια (convergent or consuming boundaries), αποκαλούμενα επίσης και ως ζώνες υποβύθισης (subduction zones), όπου καταστρέφεται λιθόσφαιρα, οι δε πλάκες κινούνται με τη μία να επίκειται της άλλης, που κατέρχεται μέσα στον μανδύα, κάτω από την επικείμενή της και, τέλος, συντηρητικά περιθώρια (conservative boundaries) ή περιθώρια ρηγμάτων μετασχηματισμού (transform fault boundaries), όπου η πλάκες κινούνται με οριζόντια κίνηση η μία σε σχέση με την άλλη, χωρίς να δημιουργείται ή να καταστρέφεται λιθόσφαιρα.

ου φλοιού. Οι ενδείξεις για τις διαδικασίες της τεκτονικής των πλακών, για το υπόλοιπο 96% της ιστορίας της Γης, πρέπει να αναζητηθούν στον ηπειρωτικό φλοιό, ο οποίος περιλαμβάνει πολύ περισσότερες καταγραφές της γεωλογικής δραστηριότητας της Γης. Ως εκ τούτου, λοιπόν, κατανοώντας την παραμόρφωση του ηπειρωτικού φλοιού στη μεγάλη κλίμακα παρατήρησης, βλέπουμε πολύ πιο πίσω στην ιστορία της δυναμικής εξέλιξης της Γης.

Τα πετρώματα του ηπειρωτικού φλοιού με υψηλή παραμόρφωση, κατανέμονται συνήθως σε επιμήκεις ζώνες, αντίστοιχες με τις ζώνες παραμόρφωσης, που παρατηρούνται σήμερα κατά μήκος των ενεργών περιθωρίων των πλακών. Με βάση την παρατήρηση αυτή, μπορεί να υποστηριχθεί ότι οι παλαιότερες ζώνες παραμόρφωσης αντιστοιχούν

σε παλαιά περιθώρια πλακών. Αν η υπόθεση αυτή είναι σωστή, μελετώντας τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της παραμόρφωσης στους διάφορους τύπους των σημερινών ενεργών περιθωρίων και συσχετί-



Εικόνα 1.15 Σχηματικό διάγραμμα όπου παρουσιάζονται σημαντικά γεγονότα στην ιστορία της Γης, καθώς και οι ηλικίες του παλαιότερου ωκεάνιου και ηπειρωτικού φλοιού.

ζοντάς τα με τα τεκτονικά χαρακτηριστικά των παλαιάς ηλικίας ηπειρωτικών πετρωμάτων, αποκαλύπτονται τα πρότυπα και οι διαδικασίες της δραστηριότητας των τεκτονικών πλακών κατά το παρελθόν. Με την έννοια αυτή, το πρότυπο της τεκτονικής των πλακών έχει ενοποιήσει τις επιστήμες της Τεκτονικής και της Γεωδυναμικής κάνοντάς τις αλληλένδετες.

Στις ζώνες παραμόρφωσης κατά μήκος των ορίων των πλακών, οι σχετικές κινήσεις των γειτονικών πλακών ορίζουν σε μεγάλο βαθμό τον προσανατολισμό και την ένταση των ασκούμενων δυνάμεων. Συνεπώς, το είδος της παραμόρφωσης ποικίλει και εξαρτάται από τον αν το όριο είναι ό-

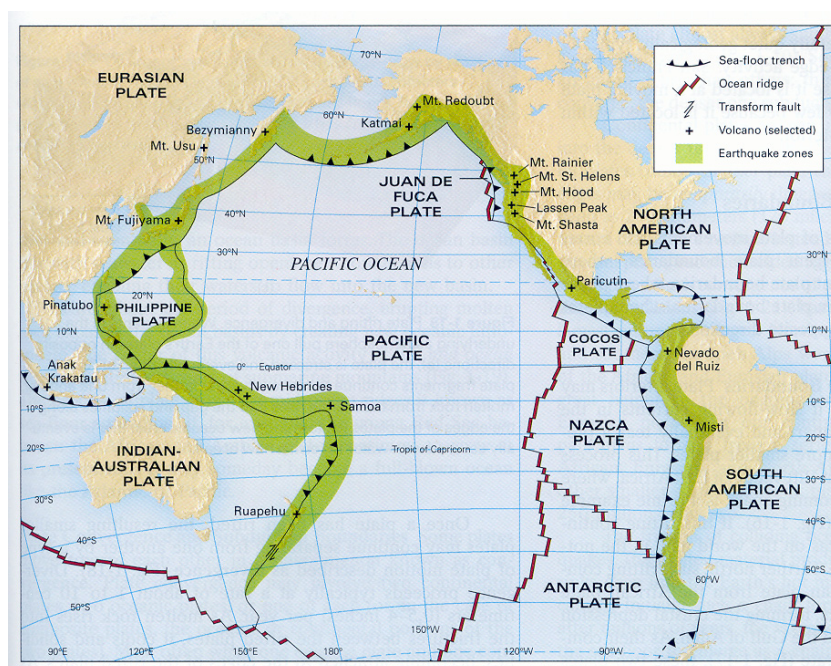
ριο απόκλισης, σύγκλισης ή μετασχηματισμού. Επίσης, οι διαφορές του ωκεάνιου και του ηπειρωτικού φλοιού επιδρούν στη φύση της παραμόρφωσης κατά μήκος των ορίων των πλακών.

Στα αποκλίνοντα περιθώρια παράγεται ωκεάνιος φλοιός, από τη μερική τήξη του αναδύμενου μανδύα, που οδηγεί σε βασαλτικό μάγμα. Ηφαιστειακές διεισδύσεις και εκχύσεις αυτών των βασαλτών οδηγούν στη δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού. Η σχετική κίνηση των πλακών δημιουργεί δομές στο φλοιό, που συνοδεύουν την έκταση (εφελκυσμό), στις ζώνες αυτές, όπως είναι τα συστήματα των κανονικών ρηγμάτων κοντά στην επιφάνεια και η πλαστική λέπτυνση στους βαθύτερους ορόφους.

Στα αποκλίνοντα περιθώρια που αναπτύσσονται στις ηπείρους, η σχετική έκταση και λέπτυνση οδηγεί στη ταπείνωση της περιοχής και σε τελική ανάλυση στη κάλυψη της επιφάνειας από θάλασσα. Τέτοιες δομές, συχνά, βρίσκονται θαμμένες στις ηπειρωτικές κρηπίδες.

Στις ζώνες υποβύθισης στα αναλίσκόμενα περιθώρια, ο ωκεάνιος φλοιός ανακυκλώνεται μέσα στο μανδύα. Η πλάκα καταβυθίζεται μέσα στο εσωτερικό της Γης. Ιζήματα της υποβυθιζόμενης πλάκας αποξέονται, ενώ η μερική τήξη της υποβυθιζόμενης πλάκας δημιουργεί χαρακτηριστικά ηφαιστειακά τόξα στην επωθούμενη πλάκα. Οι κυρίαρχες δομές σε τέτοιες ζώνες παραμόρφωσης, είναι τα ανάστροφα ρήγματα, οι επωθήσεις και οι επιπτεύσεις. Ωστόσο, κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου παρατηρούνται και κανονικά ρήγματα. Αν μία ήπειρος εμπλακεί σε μία τέτοια ζώνη υποβύθισης, τότε ο φλοιός υπόκειται σε βράχυνση και πάχυνση από τη δημιουργία χαρακτηριστικών συ-

Εικόνα 1.16 η κατανομή της ηφαιστειακής δραστηριότητας και των σεισμών στο περι-ειρηνικό τόξο, ακολουθεί τα όρια των πλακών, καθώς τα φαινόμενα αυτά σχετίζονται άμεσα με τις γεωδυναμικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα εκεί.



στημάτων από ανάστροφα ρήγματα.

Οι δομές που δημιουργούνται στα συντηρητικά περιθώρια, είναι τυπικά συστήματα από ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης, ή σε βαθύτερους τεκτονικούς ορόφους, ζώνες πλαστικής παραμόρφωσης που φέρουν χαρακτηριστική οριζόντια συνιστώσα παραμόρφωσης.

Μια μεγάλη ποικιλία δευτερογενών δομών μπορεί, επίσης, να αναπτυχθούν στο καθένα από αυτά τα περιβάλλοντα, έτσι η ύπαρξη μίας ιδιαίτερης δομής δεν δείχνει απαραίτητα και το είδος του περιθωρίου. Η γένεση των δομών μπορεί και πρέπει να ερμηνεύεται μέσα από προσεκτική μελέτη του γενικότερου τεκτονικού ιστού και των σχέσεων ανάμεσα στις διάφορες δομές.

Οι τεκτονικές διαδικασίες επηρεάζουν επίσης και άλλες διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στη Γη. Για παράδειγμα, ο αριθμός, το μέγεθος και η γεωγραφική θέση των ηπείρων, διαφέρουν από περίοδο σε περίοδο, ως αποτέλεσμα των διαδικασιών της τεκτονικής των πλακών. Καθώς οι τελευταίες αλλάζουν τη μορφή και την κατανομή των ηπείρων και των ωκεάνιων λεκανών, οι τρόποι της ωκεάνιας και ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας αλλάζουν σημαντικά. Τα αποτελέσματα αυτών των αλλαγών στις περιβαλλοντολογικές συνθήκες οδηγούν με τη σειρά τους σε αλλαγές στα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης και φυσικής επιλογής και εξέλιξης, όπως αποδεικνύεται από τις ιζηματολογικές και παλαιο-

ντολογικές μελέτες, αντίστοιχα.

Επειδή τα περιθώρια των πλακών αντιπροσωπεύουν θέσεις μεγάλων θερμικών ανωμαλιών στο φλοιό και το μανδύα, αυτές οι περιοχές ελέγχουν τη παρουσία και την κατανομή των ηφαιστειακών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων, που μελετώνται από τη πετρολογία. Ομοίως, ο σχηματισμός, η συγκέντρωση και η παρουσία των ορυκτών κοιτασμάτων, επηρεάζονται από τις δομές και τα τεκτονικά περιβάλλοντα, όπως και από τις θερμικές ανωμαλίες στα περιθώρια των πλακών.

Συνήθως, όρια πλακών αντιπροσωπεύουν, επίσης και οι περιοχές εκείνες όπου εκδηλώνεται το μεγαλύτερο μέρος της ηφαιστειακής και σεισμικής δραστηριότητας. Χαρακτηριστικά τέτοια παραδείγματα αποτελούν οι μεγάλες ηφαιστειακές εκρήξεις στη Σαντορίνη και οι μεγάλοι σεισμοί στο Ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, στο τέλος του εικοστού αιώνα. Στην Εικόνα 1.16, της προηγούμενης σελίδας, φαίνεται καθαρά το πώς η κατανομή της ηφαιστειακής δραστηριότητας και των σεισμών στο περι-ειρηνικό τόξο, ακολουθεί τα όρια των πλακών, καθώς τα φαινόμενα αυτά σχετίζονται άμεσα με τις γεωδυναμικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα εκεί (ζώνες σύγκλισης, ρήγματα μετασχηματισμού κλπ.). Σεισμοί που έχουν λάβει χώρα στο εσωτερικό των ηπείρων, πιθανά προέρχονται από την ενεργοποίηση παλαιών ρηγμάτων που σχηματίστηκαν σε ανάλογης ηλικίας περιθώρια πλακών.